

ZOFIA MICHALSKA

Stratygrafia plejstocenu północnego Mazowsza w świetle nowych danych

STRESZCZENIE: W pracy niniejszej, ujętej w formie objaśnień do załączonych przekrojów geologicznych, autorka omawia stratygrafię plejstocenu północnego Mazowsza, wydzielając osady czterech zlodowaceń oraz trzech przedzielających je serii międzymorenowych. Generalnie przyjęty podział stratygraficzny plejstocenu jest taki sam jak w poprzednich pracach autorki z 1961 r., uzupełnieniu natomiast uległa część dotycząca udokumentowania poszczególnych poziomów utworów geologicznych. Nowe materiały wiertnicze udowodniły, że w wielu miejscach miąższość utworów plejstoceńskich przekracza 150 m jak również wykryto strefy, gdzie miąższość ich uległa znacznej redukcji i na powierzchni pojawiają się utwory trzeciorzędowe. Autorka naświetla również sytuację stratygraficzną nowego stanowiska interglacjalnego w Przasnyszu, które prawdopodobnie odpowiada najstarszemu interglacjacji, pomiędzy zlodowaczeniem podlaskim i krakowskim

Artykuł niniejszy stanowi kontynuację poprzednich prac autorki prowadzonych na północno-wschodnim Mazowszu (1957, 1958, 1961a, b).

W ostatnich latach Instytut Geologiczny w Warszawie wykonał na tym terenie szereg wierceń badawczych, które między innymi stanowiły dokumentację dla opracowanych już Szczegółowych Map Geologicznych Polski w skali 1:50 000 (okolice Ciechanowa i Makowa Maz. opracowane przez autorkę oraz okolice Krasnego opracowane wspólnie z J. Nowak).

Poza tym do Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego napłynęło wiele nowych profilów uzyskanych w ostatnich latach przy okazji odwiercania studni. Kilka profilów wierceń pochodzi od głównego geologa woj. olsztyńskiego — mgr B. Szczepkowskiego. Z drugiej strony w Pracowni Geologii Czwartorzędu Zakładu Nauk Geologicznych PAN i w Katedrze Geologii Czwartorzędu U.W. prowadzone były szczegółowe badania geologiczne na terenie północnego Mazowsza i w rejonach dolnego Bugu. Należą tu następujące opracowania: dr K. Straszewska zakończyła pracę na temat „Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia rejonu dolnego Bugu” (por. Straszewska 1967); w otoczeniu Mławy wykonane zostały trzy prace magisterskie, których tematem były zagadnienia deglacjacji ostatniego na tym terenie lądolodu, w nawiązaniu do stratygrafii

starszych serii utworów plejstocenijskich. Autorami poszczególnych prac byli: S. Rutowski (1961), T. Pilaciński (1961) i A. Lach (1963).

Całość wymienionych materiałów pozwoliła na zrewidowanie dotychczasowych poglądów autorki, ponadto zaś — w wyniku wspólnej dyskusji z K. Straszewską — przeprowadzono próbę nawiązania stratygrafii plejstocenu rejonu dolnego Bugu z profilami północnego Mazowsza.

Artykuł ten powstał dzięki życzliwemu zainteresowaniu prof. dr S. Z. Różyckiego i stanowi jeden z etapów systematycznych badań Pracowni Geologii Czwartorzędu nad zagadnieniami stratygrafii plejstocenu Polski Środkowej, których dokładniejsze sprecyzowanie jest bezpośrednio zależne od ilości i jakości nowych materiałów geologicznych, a szczególnie profili wierceń. W wyniku tego, poglądy nasze na to zagadnienie muszą ulegać nieustannej rewizji i każdą następną syntezę traktować należy jako obowiązującą przy aktualnym stanie wiadomości.

Pragnę serdecznie podziękować kol. dr K. Straszewskiej za liczne dyskusje, które pozwoliły na dokonanie zasadniczych nawiązań stratygraficznych, i udostępnienie mi zebranych przez nią materiałów wiertniczych. Wdzięczna jestem również mgr J. Nowak i mgr A. Makowskiej za dodatkowe informacje odnoszące się do opisywanych przez wymienione osoby profili wierceń, co ułatwiło mi pracę nad interpretacją przekrojów geologicznych. Dziękuję również Dyrekcji Instytutu Geologicznego i mgr D. Chodkiewiczowej za życzliwe udostępnienie mi profili geologicznych wykonanych wierceń, które znajdują się w Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego a dotyczą północnego Mazowsza.

Opracowanie niniejsze obejmuje w zasadzie obszar północnego Mazowsza w granicach określonych uprzednio (Michalska 1961b). Jednak w wielu miejscach, zwłaszcza na północy, analizą stratygraficzną objęto większe tereny, aż do równoleżnika $53^{\circ} 25'$.

Poza zagadnieniami stratygraficznymi, w artykule niniejszym poruszone zostaną sprawy dotyczące przebiegu ważniejszych ciągów czołowo-morenowych oraz wybrane problemy paleomorfologiczne.

Ponieważ najlepszą ilustrację stratygrafii plejstocenu stanowią przekroje geologiczne, artykuł niniejszy stanowi w swej zasadniczej części rodzaj objaśnień do przekrojów. Na załączonym szkicu (fig. 1) przedstawiono przebiegi linii poszczególnych przekrojów geologicznych, z których większość zgrupowana jest w południowej części omawianego obszaru. Wszystkie przekroje zestawione są z pięćdziesięciokrotnym przewyższeniem, może zbyt dużym, ale pozwalającym na pokazanie pewnych szczegółów, które zniknęłyby przy zastosowaniu mniejszej skali pionowej. Przy interpretacji przekrojów, przyjęto zasadę łączenia ze sobą warstw reprezentujących takie same lub bardzo podobne środowisko sedymentacyjne. Na przykład ility warwowe, muły warstwowe i piaski pylaste przewarstwione mułami włączano w jedną serię, z za-

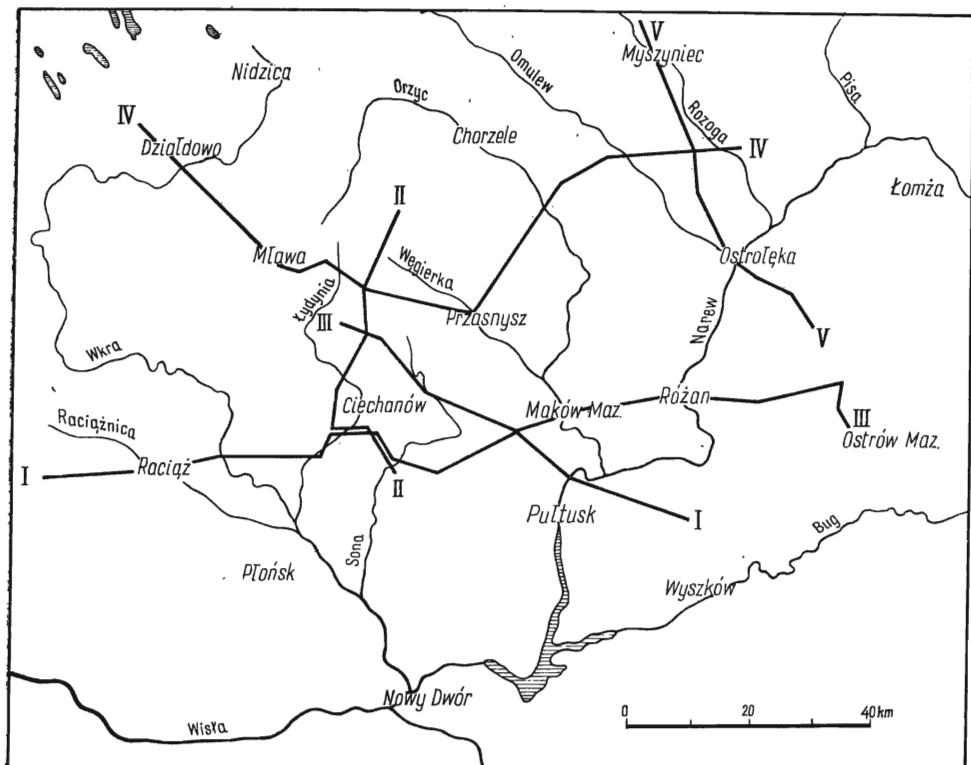


Fig. 1

Szkic rozmieszczenia linii przekrojów geologicznych

I-I, II-II, III-III, IV-IV, V-V linie przekrojów

Esquisse de situation des lignes des coupes géologiques

I-I, II-II, III-III, IV-IV, V-V lignes des coupes

znaczeniem tendencji zmian sedymentacyjnych — np. wzrost udziału drobnych piasków w składzie danej serii, czy też przeciwnie, stopniowy rozwój zastoiska doprowadzający do pełnego rozwoju iłów warwowych.

W artykule niniejszym nie zostaną zamieszczone szczegółowe opisy profilów wierceń, a jedynie w osobnym wykazie (s. 415) podane zostaną informacje skąd pochodzi cytowany profil.

PRZEKRÓJ I-I

Przekrój I-I przebiega w kierunku równoleżnikowym z zachodu na wschód, przez miejscowości: Ostrowy — Raciąż — Glinojek — Ujazdowo — Bieńki — Karkuty — Karniewo k. Makowa oraz Trzciniac do

Sokołowa leżącego na lewym brzegu Narwi. W przekroju tym, na silnie urozmaiconym podłożu, składającym się głównie z utworów plioceńskich, leżą osady plejstocenijskie. W środkowej części przekroju, w Bardonkach, niewątpliwie występują zaburzenia w ukształtowaniu stropu trzeciorzędu, które są pochodzenia glacytektonicznego. Podobną strefę zaburzeń stwierdzono również w bliskim sąsiedztwie, na terenie Ciechanowa, gdzie pliocen sporadycznie pojawia się na wysokości powyżej 100 m n.p.m. Osady najstarszego zlodowacenia G I (podlaskiego) wraz z podścielającymi je utworami (piaski, ły warwowe i żwiry) stwierdzono w centralnej i prawej części przekroju. Gliny te w Gołotczyźnie i Sokołowie osiągają miąższość około 50 m. We wschodniej części omawianego przekroju w obrębie glin można zauważyć drobne przewarstwienia piaszczyste, które nie pozwalają jednak na przeprowadzenie podziału tych glin na odrębne poziomy, jak to stwierdza dr K. Straszewska w rejonie dolnego Bugu.

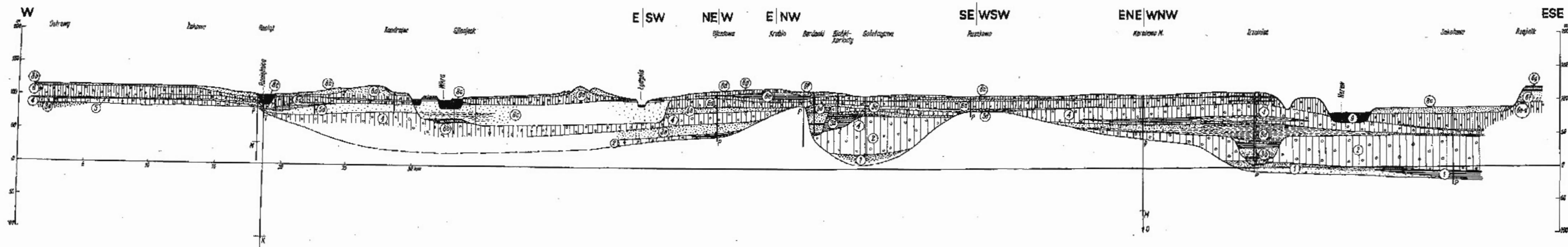
Seria międzymorenowa pierwszego interglacjału, nawiercona w kilku otworach, wykazuje duże zróżnicowanie facjalne. Występują w niej na zachodzie żwiry (Ostrowy), w części centralnej przekroju piaski i ły warwowe, a na wschodzie złożony kompleks sedymentacji rzecznej i zastoiskowej.

Jak wykazuje wiercenie w Trzcińcu, istniała tu stosunkowo głęboka dolina erozyjna (dno na wysokości 5 m n.p.m.) wypełniona piaskami przechodzącymi ku górze w muły i ły warwowe, osadzonymi w dwu fazach sedymentacyjnych. Młodsza seria, rozpoczynająca się piaskami średnioziarnistymi a zakończona łąkami, pokryta jest następnie cienką warstwą gliny zwałowej, która — jak się wydaje — jest pochodzenia soliflukcyjnego i powstała w okresie bezpośrednio poprzedzającym nadsunięcie się zlodowacenia G II, gdyż nad nią występuje już tylko bardzo gruba seria utworów zastoiskowych (25 m) — łąków i mułów, która świadczyć może o bliskim sąsiedztwie łądolodu.

Gliny zwałowe zlodowacenia G II (południowopolskie, krakowskie) występują na całej linii przekroju. Na zachodzie posiadają zaledwie kilka metrów miąższości, w centralnej części przekroju rozrastają się do kilkunastu metrów, a w Trzcińcu dochodzą już do 20 m miąższości. Podobnie jak w obrębie glin zwałowych zlodowacenia G I, można i tu zaobserwować tendencje do podziału glin na dwie zasadnicze warstwy, co najlepiej jest widoczne w centralnej i prawej części przekroju. Utworami przedzielającymi gliny są tu głównie ły i muły zastoiskowe oraz piaski.

Wyżej leżące osady, oddzielające gliny zlodowacenia G II od G III, związane z Wielkim Interglacjałem, wykształcone są z reguły w facji wysoczyznowej, w formie sandrów lub drobnych płytów mułów zastoiskowych. Wyjątek stanowi profil wiercenia w Bardonkach, który sugeruje istnienie w tym okresie niewielkiej dolinki (dno na wysokości po-

Przekrój geologiczny I-I
Coupe géologique I-I



Oznaczenia graficzne: kolor czarny — osady najmłodszych tarasów rzecznych; kreski pionowe o różnym zagęszczeniu — gliny zwalowe różnego wieku (rzadkie kreski — starego zlodowacenia, gęste — młodsze); kreski poziome ciągłe — ilły warwowe; kreski poziome przerywane — muły pochodzenia wodnego; kółeczka i grube kropki — nagromadzenia głazów i żwirków; kropki o różnym zagęszczeniu i wielkości — piaski rzeczne, fluwioglacjalne i zastojkowe; drobna kratka — torfy i gytie Wielkiego Interglacjału. Podłoże: P pliocen, M miocen, O oligocen, T trzeciorzęd nierozdzielony, K kreda. Objasnienia cyfrowe zob. tabela 1

Désignations graphiques: couleur noir — dépôts des terrasses fluviales les plus jeunes; lignes verticales de la densité diverse — argiles morainiques de l'âge divers (lignes rares — glaciations plus âgées, lignes denses — glaciations plus jeunes); lignes horizontales — argilles rubanées; lignes horizontales interrompues — argilles d'origine fluviale; cercles et points gros — accumulations des graviers et des moraines frontales; points de la densité et grandeur diverse — sables fluviaux, fluvioglaciaux et sables de barrage; petit carreau — tourbes et gyttas du Grand Interglaciaire. Substratum du Quaternaire: P Pliocène, M Miocène, O Oligocène, T Tertiaire non-divisé, K Crétacé. Explications en chiffres comp. la liste 1

nizej 51 m n.p.m.), wypełnionej utworami dolinnymi osadzonymi w dwu fazach sedymentacyjnych, z których młodsza zakończona jest dziesięciometrową warstwą mułów. Istnienie takiej dolinki w Bardonkach jest uzasadnione, jeżeli przyjmujemy, że procesy glacytektoniczne w tym rejonie miały miejsce w czasie transgresji zlodowacenia G II, gdyż w innym przypadku trzeba się liczyć z tym, że wiercenie w Bardonkach daje przypadkowy wyjątkowy profil glacytektonicznie zaburzonych osadów międzymorenowych. Utwory glacygeniczne, należące najprawdopodobniej do zlodowacenia G III (środkowopolskiego), leżą w omawianej strefie w sposób bardzo wyrównany. Spąg ich znajduje się wszędzie na wysokości około 90 m n.p.m. Potwierdza się na tym terenie wniosek postawiony przez dr K. Straszewską, że utwory osadzone przed transgresją zlodowacenia G III dążą do wyraźnego zrównania całego obszaru, w wyniku czego spąg glin zlodowacenia G III wykazuje bardzo małe deniwelacje. Można jeszcze dodać, że lądolód zlodowacenia G III prawdopodobnie nie powodował zaburzeń glacytektonicznych, a tylko przyczynił się do zrównania powierzchni przez ścinanie utworów starszych stanowiących wyniesienia, do których w wielu miejscach należały również osady pliocenские (profil wiercenia w Bardonkach). Gliny zlodowacenia G III na linii tego przekroju wykazują tendencję do podziału na 2—3 warstwy rozdzielone piaskami lub utworami zastoiskowymi.

W Ujazdowie nawiercono tylko jedną serię glin, z tym jednak, że na podstawie różnic litologicznych można tu się dopatrzeć dwu zasadniczych warstw — starszej — miąższości około 13 m, która obejmuje osady stadiów Radomki i Warty według terminologii S. Z. Różyckiego (1962), oraz młodszej odpowiadającej stadium Wkry i fazy ciechanowskiej. Pomiedzy Ujazdowem i Kondrajcem, na obszarze, na którym obecnie znajdują się doliny Wkry i Łydyni, występuje rozległa dolina interstadialna, w granicach której zostały zniszczone utwory stadiów Radomki i Warty. Utworzenie i zaakumulowanie tej doliny przypada najprawdopodobniej na okres interstadiału Bugo-Narwi, poprzedzającego stadium Wkry. Pełną analogię do profilu serii akumulacyjnej tej doliny można obserwować w krawędzi doliny Wisły w Miączyńcu (wg niepublikowanych prac prof. dr S. Z. Różyckiego). Seria ta, stwierdzona w Glinojeku, wyraża się w spągu piaskami z domieszką żwiru osadzonymi w dwu fazach sedymentacji rzecznej. Wyżej leżą utwory piaszczyste z przewarstwieniami mułów, zakończone kilkumetrową warstwą ilów warwowych typu mochciańskiego. Cały kompleks utworów wypełniających dolinę przykryty jest gliną zwałową stadium Wkry. Seria ta uprzednio (Michalska 1961b) wiązana była z tzw. interstadialem glinojekim, poprzedzającym transgresję lądolodu stadium płońskiego. W okolicy Raciaża seria utworów plejstocenских posiada niewielką miąższość, a pliocen pojawia się już na 85 m n.p.m. Gliny zlodowacenia G III są

również niewielkiej miąższości i nie dają podstaw do szczegółowszego ich podziału.

Glinom zwałowym należącym do stadium Wkry towarzyszą w wielu miejscach moreny czołowe utworzone w czasie recesji lądolodu tego stadium.

W obrębie młodszych serii zlodowacenia G III w środkowej części przekroju, w Krubinie, wydzielono kilkumetrową warstwę iłów warwowych, które, jak wykazano w poprzednich pracach (Michalska 1961a,b), występują na przedpolu nasunięcia fazy ciechanowskiej i częściowo są przykryte przez gliny zwałowe tej fazy, do której dawniej stosowano termin „stadium” ciechanowskie.

W prawej części przekroju, w Rzańniku, stwierdzono profil dokumentujący istnienie na tym terenie, jak również na terenach pomiędzy Narwią i Bugiem, grubej serii piasków zawierających wkładkę iłów warwowych przykrytych cienką warstwą gliny zwałowej. Wydaje się, że jest to również kompleks pochodzenia wodnego, datujący się z okresu interfazy krubińskiej, a glina zwałowa znajdująca się w jego stropie należy do fazy ciechanowskiej.

Serie piaszczyste akumulacji rzecznej, stwierdzone w dolinach Ra-
ciażnicy, Wkry, Łydyni i Narwi (w postaci wyższego tarasu tej ostatniej rzeki), pochodzą z okresu zlodowacenia G IV. Gromadzenie się ich związane było w głównej mierze z przepływem wód sandrowych. Holoceni-
skie serie akumulacyjne w tych dolinach, z wyjątkiem doliny Narwi, zajmują tak niewielkie obszary i są tak cienkie, że nie uwzględniono ich na tych przekrojach. Akumulacja holoceni-
ska w dolinie Narwi przyczyniła się do powstania tarasu zalewowego, którego osady osiagają kilka — do kilkunastu metrów miąższości.

PRZEKRÓJ II-II

Celem wyjaśnienia budowy geologicznej badanego terenu, omówiony zostanie następny przekrój, który posiada w swej treści wspólne z poprzednim przekrojem wiercenia w Ujazdowie i Krubinie. Wiercenia te znajdują się w prawej części przekroju II-II. Ogólnie biorąc, linia przekroju biegnie z północy przez Rzęgnowo, Grudusk, Polankę, Grzybowo, Ujazdowo do Krubina na południu. Jest to więc przekrój o przebiegu południkowym, który pozwoli na wiązanie budowy geologicznej okolic Ciechanowa z budową okolic Mławy i Przasnysza. W przekroju tym najlepiej uwidacznia się różnica w ilości materiału, którym dysponowałam w latach 1955—1959 i obecnie (por. Michalska 1961b, tabl. XIV, przekrój B-B).

W przekroju tym istnieje głębokie obniżenie w podłożu plejstoce-
nu, które schodzi przeszło 30 m poniżej poziomu morza i nie zostało

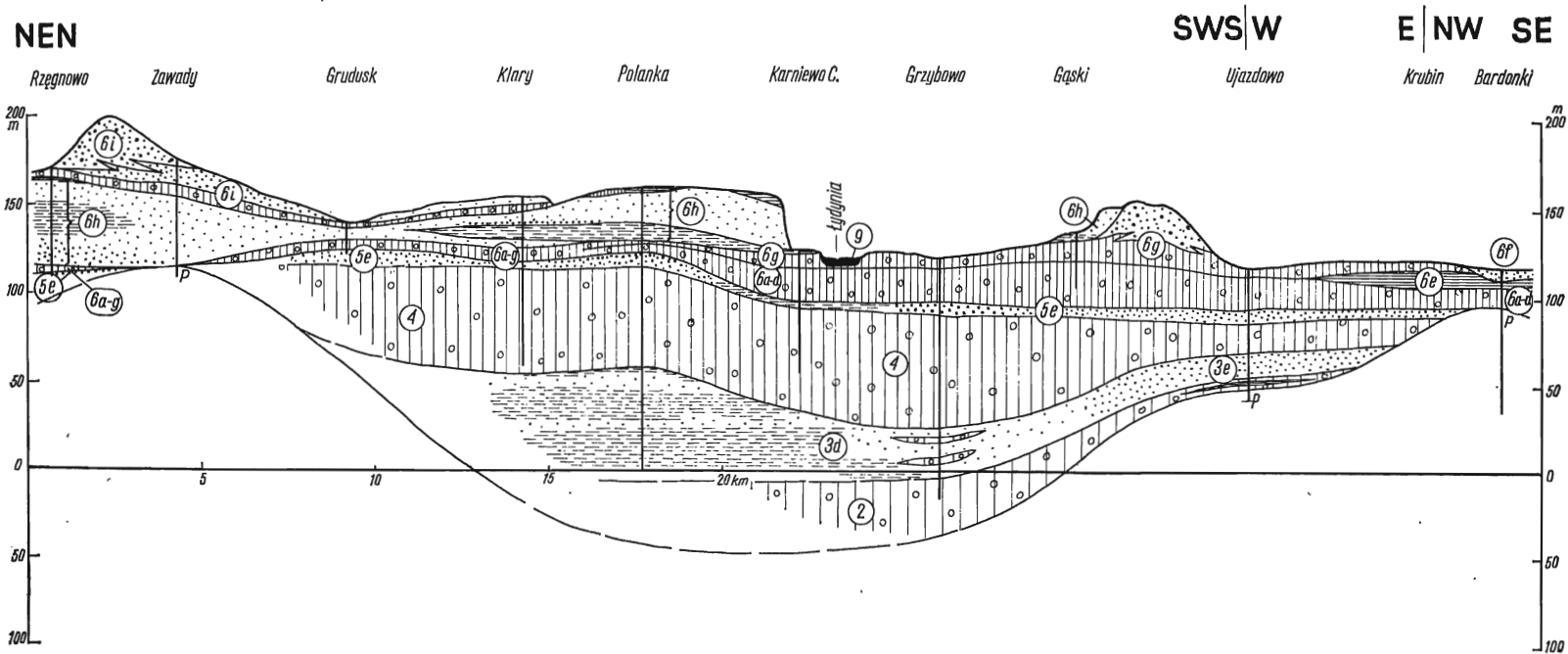


Fig. 2

Przekrój geologiczny II-II

Oznaczenia graficzne zob. tablica I. Objasnienia cyfrowe zob. tablica 1

Coupe géologique II-II

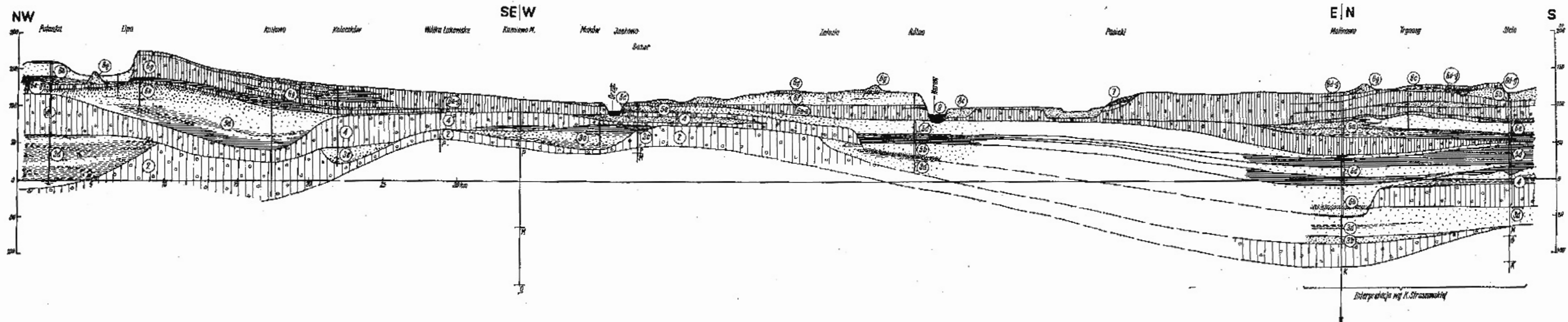
Désignations graphiques comp. la table I. Explications en chiffres comp. la liste 1

nawiercone do tej głębokości. Jednocześnie stwierdzamy tu wyraźnie wyniesienia utworów plioceńskich w Zawadach (120 m n.p.m.) i znane już — w Bardonkach (95 m n.p.m.). W wielkiej kotlinie pomiędzy obu wyniesieniami obserwujemy wyjątkowo pięknie wykształcone serie plejstocenu. Osady zlodowacenia G I, o miąższości przekraczającej 23 m w Grzybowie i znacznie cieńsze w Ujazdowie, pokryte są kompleksem utworów, w skład których wchodzi muły zastoiskowe i piaski drobnoziarniste. Miąższość tej serii w Polance przekracza 60 m. Warto podkreślić, że zarówno w Grzybowie jak i w Polance, w spągowych partiach serii zastoiskowej z okresu pierwszego interglacjału, stwierdzono występowanie szczątków roślin, które prawdopodobnie znajdują się tu na wtórnym złożu, lecz bardzo interesująca byłaby znajomość składu tych roślin, co zapewne będzie można zbadać, gdyż istnieją pełne komplety próbek z tych otworów. W Grzybowie seria przykrywająca gliny zlodowacenia G I złożona jest z piasków nieco grubszych, które — jak się wydaje — świadczą o istnieniu przepływu wód znoszących do zastoiska drobniejszy, wyselekcjonowany materiał drobnopiaszczysty i mułasty. Soczewki gliny zwałowej stwierdzone w piaskach drobnoziarnistych w Grzybowie są prawdopodobnie pochodzenia zboczowego, gdyż — jak wynika z sąsiednich wierceń w tym rejonie — zbiornik, w którym osadzały się utwory zastoiskowe, był niewielki ale na tyle głęboki, że trzeba się liczyć z możliwością istnienia dość stromych zboczy, zbudowanych w dużej części z glin zwałowych.

Gliny zwałowe zlodowacenia G II osiągają w tym przekroju ogromne miąższości, dochodzące do 65 m. W Polance i Grzybowie oraz Kraniewie k. Ciechanowa wykazują one drobne przewarstwienia piaszczyste, nie stanowiące jednak ciągłych serii. Utwory związane z drugim interglacjałem pomiędzy zlodowaceniem G II i G III reprezentowane są tu kilkumetrową serią typowych osadów wysoczyznowych złożonych ze żwirów, piasków oraz sporadycznie z mułów (Karniewo).

Gliny zwałowe zlodowacenia G III (środkowopolskiego) i towarzyszące im serie międzymorenowe i w tym rejonie leżą na stosunkowo wyrównanej powierzchni, z tym jednak, że rolę utworów doprowadzających do wyrównania powierzchni terenu grają tu przede wszystkim gliny zwałowe zlodowacenia G III. Gliny stadium Radomki, Warty i Wkry wyrażone są w tym przekroju jednolitą serią, a można się tu jedynie doszukać odrębności gliny zwałowej fazy ciechanowskiej, oddzielonej od starszych glin warstwą krubińskich iłów warwowych. Widoczne to jest w prawej części przekroju pomiędzy Ujazdowem a Krubinem. W lewej części przekroju, w górnych jego partiach zaczynają dominować utwory tzw. interstadiu regimińskiego, poprzedzającego stadium Mławy. Seria utworów interstadiu regimińskiego składa się z piasków z przewarstwieniami mułów i iłami warwowymi w stropie. Cały kompleks tych utworów przykryty jest kilkumetrową gliną zwałową oraz

Przekrój geologiczny III-III
Coupe géologique III-III



Oznaczenia graficzne zob. tablica I. Objasnienia cyfrowe zob. tabela 1
 Désignations graphiques comp. la table I. Explications en chiffres comp. la liste 1

towarzyszącymi jej sandrami i morenami czołowymi łuku rzęgnowskiego. Moreny te należą już do głównego ciągu moren mławskich, rozciągających się szerokim pasem od Żuromina na zachodzie przez Mławę do Przasnysza na wschodzie. Koło Gąsek, w centralnej części przekroju, znajduje się morena czołowa należąca do kompleksu moren ciechanowskich (faza ciechanowska). Wyraźnie zarysowuje się tu wzajemny stosunek moren ciechanowskich i mławskich. Moreny ciechanowskie są starsze i towarzyszą im glina zwałowa podściela osady interstadiału regimińskiego, na którym z kolei spoczywa glina stadium mławskiego i towarzyszące jej moreny. Równie wyraźnie można odczytać granice obszaru zajętego przez zbiornik, w którym osadzały się piaski i muły zbiornika interstadialnego. Południową i zachodnią jego granicę stanowiło pasmo moren ciechanowskich, a wschodnią — tzw. „krawędź” opinogórska, o której będzie mowa nieco dalej. Dziś istniejąca przerwa w występowaniu osadów interstadialnych, zajmująca obszar od Karniewa k. Ciechanowa do Gąsek, jest pochodzenia erozyjnego. Utwory te zostały usunięte z tego obszaru na skutek erozji wód powstałych w wyniku naturalnego spłynięcia wielkiego zbiornika jeziornego, istniejącego w bliskim sąsiedztwie tego terenu w czasie stadium mławskiego (Michalska 1961b).

PRZEKRÓJ III-III

Następny — trzeci z kolei przekrój geologiczny posiada w przybliżeniu, tak jak i pierwszy, kierunek równoleżnikowy. Ponieważ jednak prawa jego część jest lekko odchylna ku południowemu wschodowi, przebiega on przez jedno — wspólne dla przekroju I-I i III-III wiercenie a mianowicie — wiercenie w Karniewie k. Makowa. Z drugiej strony, przekrój trzeci rozpoczyna się od otworu w Polance, przez który przebiegał przekrój drugi. Poza wspomnianymi wierceniami na linii tego przekroju znajdują się jeszcze następujące otwory wiertnicze — Lipa, Kozłowo, Kołaczków, Wólka Łukowska, Maków Maz., Bazar, Różan, Malinowo, Trynosy i Sielc. Przekrój ten jest bezpośrednim łącznikiem pomiędzy omawianym terenem, a obszarem dolnego Bugu, opracowanym przez K. Straszewską (1967), w granicach którego znajdują się wiercenia w Malinowie, Trynosach i Sielcu.

W skład podłoża plejstocenu na tej linii wchodzi utwory kredowe i trzeciorzędowe, których strop wykazuje znaczne deniwelacje w granicach od 55 m n.p.m. do 120 m n.p.m. Osady zlodowacenia G I występują prawie ciąglą warstwą na całym przekroju i osiągają miąższość 50 m. W Kozłowie, gdzie seria gliny zwałowej G I posiada największą miąższość i spoczywa bezpośrednio pod gliną zwałową G II, charakter litologiczny tego utworu przedstawia się dość szczególnie. Jest to glina zwa-

łowa z przewarstwieniami piasku, mułu lub sama wykazująca pewne warstwowanie.

Interpretacja warunków sedimentacji tego typu utworu nasunęła pewne trudności metodyczne, gdyż nie dysponowano żadnymi wynikami analiz składu i charakteru tej gliny. Należy sądzić, że, wobec zachowania próbek tego utworu, będzie można w przyszłości przeprowadzić odpowiednie analizy. Na tym etapie pracy, przyjęto tu następującą koncepcję w odniesieniu do genezy tej serii, w nawiązaniu do paleomorfologicznych stosunków panujących w tym okresie w najbliższym otoczeniu. Jak wynika z analizy wszystkich dostępnych wierceń, w najbliższym sąsiedztwie gliny G I w Kozłowie znajduje się strefa dużych wyniesień podłoża trzeciorzędowego (Krasne, Dobrzankowo, Zawady). Wydaje się, że wyniesienia te są spowodowane glacytektoniką lądolodu G I, który — nasuwając się na ten teren — wycisnął podłoże zbudowane z iłów płoceńskich na dość znaczną wysokość, przekraczającą 100 m n.p.m. Ten etap, polegający na tworzeniu czegoś w rodzaju moren wycisnięcia, spowodował zapewne dłuższy postój czoła lądolodu. Czoło ówczesnego stagnującego lądolodu przekształciło się w wielką bryłę lodu, zagrzebanego pod materiałem morenowym, i w ten sposób zostało zakonserwowane na dłuższy czas. Dalszy ruch tego lądolodu w następnym etapie transgresji odbywał się ponad strefą zagrzebanego lodu i ponad spiętrzonymi utworami trzeciorzędu, dochodząc aż do okolic Warszawy (zlodowacenie podlaskie wg S. Z. Różyckiego 1961). Na nierównej powierzchni polodowcowej, już w czasie recesji lądolodu, zaczęły się w obniżeniach pomiędzy obszarami zagrzebanego lodu osadzać piaski i muły zastoiskowe, znane z wiercenia w Polance i Makowie Maz. W wyniku tej akumulacji zmniejszyły się znacznie deniwelacje terenu na omawianym obszarze, wypełnione zostały obniżenia, co jeszcze w większym stopniu przyczyniło się do zabezpieczenia lodu przed stopnieniem. Należy się jednak zastanowić, kiedy mogło nastąpić ostateczne wytopienie się masy zagrzebanego lodu lodowcowego. Ponieważ wydaje się, że poziom gliny zwałowej G II w rejonie Kozłowa jest zmieszkałony już po jej osadzeniu i z kolei pokryty serią młodszych utworów zastoiskowych nie poprzedzonych erozją, wytopienie się zagrzebanego lodu następowało stopniowo w czasie interglacjału pomiędzy zlodowaceniem G II i G III, czyli w Wielkim Interglacjale. Musiałoby to pośrednio świadczyć o tym, że warunki klimatyczne panujące w czasie pierwszego interglacjału umożliwiły przetrwanie lodu kopalnego, który zaniknął dopiero w czasie Wielkiego Interglacjału. Istnienie drobnych lecz bardzo licznych przewarstwień w glinie G I w Kozłowie można by tłumaczyć pierwotną strukturą lodu lodowcowego, który pośrednio przekazał swój pozornie warstwowy charakter zawartemu w nim materiałowi skalnemu. Wydaje się, że taka sytuacja może zaistnieć tylko wtedy, gdy w wymarżającym materiale brak jest warunków na nieustanne przemieszczanie się cząstek skalnych i przepływ wód, co z reguły obserwujemy w normalnym, subaeralnym procesie tworzenia się glin zwałowych. Takie tłumaczenie zaobserwowanych faktów może być na pewno tematem dyskusji, lecz na tym etapie wydaje się prawdopodobne.

Wracając ponownie do gliny zwałowej zlodowacenia G I należy jeszcze zaznaczyć, że na południowy wschód od strefy wyniesionego trzeciorzędu leży ona prawdopodobnie równo, powtarzając kształt podłoża plejstocenu.

Z okresu interglacjału — pomiędzy zlodowaceniem G I i G II, w rejonie dolnego Bugu zaobserwowano głęboką dolinę erozyjną (dno na wysokości ok. 85 m n.p.m.) wypełnioną piaskami z wkładkami zwi-

rów, która na omawianym przekroju przecięta jest dość przypadkowo, prawdopodobnie ukośnie w stosunku do osi doliny (Malinowo). Ponad utworami rzecznyymi leżą na tym obszarze piaski i muły pochodzenia zastoiskowego, stwierdzone w Malinowie i Różanie. Utwory zastoiskowe w Karniewie i Makowie Maz. należą najprawdopodobniej do tego samego interglacjału, lecz odnoszą się do jego początków, to znaczy nawiązują jeszcze do schyłku poprzedniego zlodowacenia.

Takie datowanie osadów zastoiskowych w Makowie jest dyktowane tym, że w bliskim sąsiedztwie Makowa, w Bazarze, w stropie tych utworów stwierdzono osady jeziorne ze szczątkami roślin i pokruszonymi skorupkami ślimaków. Opis próbek wskazywałby na możliwość istnienia w tym miejscu osadów organogenicznych z okresu pierwszego interglacjału, leżących na wysokości 68—73 m n.p.m. Należy jednocześnie wyraźnie podkreślić, że w odległości kilku kilometrów na północ od wiercenia w Bazarze znajduje się blisko powierzchni terenu (ok. 95 m n.p.m.) — w krawędzi doliny Orzyca — stanowisko interglacjalne w Jankowie, datowane niewątpliwie jako Wielki Interglacjał. Znajomość budowy geologicznej wysokiej krawędzi Orzyca pomiędzy Jankowem i Bazarą nie wskazuje na istnienie większych zaburzeń glacytektonicznych, które mogłyby spowodować pionowe przemieszczenie osadów interglacjalnych o kilkadziesiąt metrów. Poza tym, górne partie profilu wiercenia w Bazarze pozwalają na prawie niewątpliwe nawiązanie do profilów wysokiej krawędzi Orzyca, gdzie stwierdzono utwory Wielkiego Interglacjału. (Otwór w Bazarze zlokalizowany został w odległości kilkuset metrów od krawędzi doliny). Mimo że pozycja tych osadów nie budzi wątpliwości, warto by przeprowadzić tu dokładniejsze badania stratygraficzne za pomocą wierceń, przede wszystkim dla pobrania próbek z osadów pierwszego interglacjału do analizy paleobotanicznej.

Wracając do utworów pierwszej serii międzymorenowej, należy je podsumować następująco: na linii trzeciego przekroju geologicznego mamy do czynienia z trzema zasadniczymi etapami sedymentacyjnymi. Etap pierwszy — tworzenie się zastoisk w naturalnych obniżeniach polodowcowych pozbawionych erozji (Polanka, Maków), etap drugi — rozwój dolin erozyjnych i ich zapełnianie utworami piaszczysto-żwirowymi (Malinowo) oraz na wysoczyźnie tworzenie się jezior i ich stopniowe zarastanie (Bazar), w końcu etap trzeci — tworzenie się drugiej generacji zastoisk, głównie na terenach zajętych przez interglacjalne doliny rzeczne, na które bezpośrednio wkroczył następny lądolód zlodowacenia G II (Różan, Malinowo, Sielc).

Utwory drugiego zlodowacenia (G II) zachowane są najlepiej w zachodniej i centralnej części przekroju. Miąższość ich dochodzi do 57 m (Polanka). K. Straszewska (1967) wykazała, że w obrębie zlodowacenia G II można wydzielić dwa odrębne poziomy glin zwałowych. Podobną sytuację można również obserwować w rejonie Karniewa, Makowa Maz. i Bazaru. Utwory dzielące dwa poziomy glin składają się tu przeważnie z piasków i żwirów, oraz ilów warwowych. W oparciu o analizę profilu wiercenia w Sielcu K. Straszewska wnioskuje, że zachowała się tam stara seria glacialna zlodowacenia G II oraz pokrywający ją kompleks

piasków i iłów interstadialnych. Wyższy poziom glin jest natomiast zastąpiony przez porwaki utworów trzeciorzędowych leżące w stropie zaburzonych glacytektonicznie iłów warwowych.

W okresie Wielkiego Interglacjału daje się ponownie obserwować erozja rzeczna w rejonie Różana i Malinowa. Można by się tu nawet dopatrywać podłużnego przekroju doliny z tego etapu jej rozwoju, gdyż spadek tej doliny wynosiłby około 2‰, co przy uwzględnieniu ewentualnych meandrów daje zupełnie prawdopodobne wyobrażenie o istniejącej wówczas rzece. Profil osadów rzecznych i zastoiskowych, stwierdzony w Różaniu, w poprzedniej pracy autorki wiązany był z interglacjałem pierwszym. Obecnie w wyniku analizy nowych materiałów geologicznych wydaje się, że należą one do interglacjału drugiego (Wielkiego) i łączą się bezpośrednio z utworami tego wieku stwierdzonymi w Malinowie (Straszewska 1967).

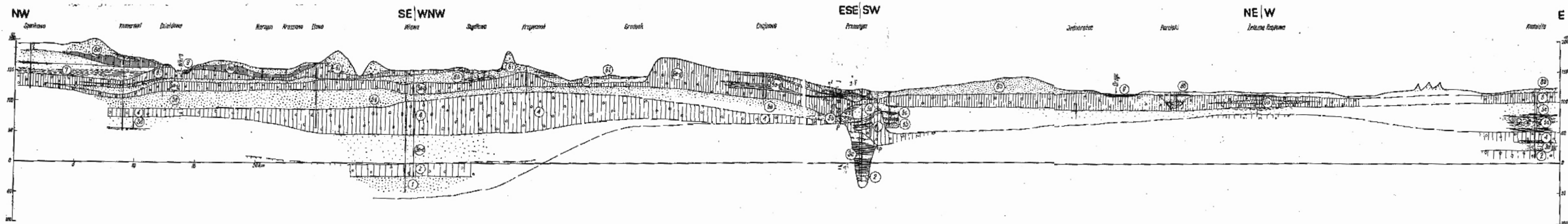
Tak jak w poprzednim interglacjale, utwory dolinne tego okresu pokryte są osadami zastoiskowymi, z tym jednak, że w Różaniu w spągu utworów zastoiskowych znajduje się seria piasków silnie odwapnionych i zawierających szczątki roślin, która wskazuje na optimum tego interglacjału (por. Michalska 1961b). Innego typu utwory osadzały się na pozostałym terenie (centralna i zachodnia część przekroju). W strefie tej noszącej cechy wysoczyzny polodowcowej — w Jankowie koło Makowa Maz. istniało niewielkie jeziorko, którego osady leżą tu na cienkiej warstwie piasków typu sandrowego i iłach zastoiskowych datujących się z okresu recesji poprzedniego zlodowacenia. Przykryte są natomiast piaskami osadzonymi tu w czasie transgresji zlodowacenia G III.

Nawiązując do profilu Kozłowa, gdzie istnieje glina zwałowa GI powstała w wyniku wytopienia się bryły zakonserwowanego lodu lodowcowego, należy naświetlić historię tego fragmentu terenu w czasie Wielkiego Interglacjału. Wytapianie się bryły lodowej zakończone zostało w czasie drugiego interglacjału i w miejscu tym powstało duże obniżenie, które zaczęło się zapełniać początkowo utworami zastoiskowymi a następnie piaskami pochodzenia wodnego z wyraźnie wzrastającą grubą frakcją, co może świadczyć o wytworzeniu się w tym miejscu strefy przepływu wód sandrowych na przedpolu transgredującego lądolodu G III.

Podsumowując — w drugim interglacjale stwierdzono na tym odcinku terenu istnienie doliny rzecznej na wschodzie i jeziorka na wysoczyźnie, natomiast w końcowym jego okresie — tworzenie się ogromnych zastoisk, pokrytych na zachodzie serią pochodzenia sandrowego, nawiązującą już bezpośrednio do transgresji następnego lądolodu — G III.

Spąg osadów zlodowacenia G III na tym przekroju wykazuje nieco większe deniwelacje niż obserwowano to na poprzednich przekrojach. Na zachodzie leży on na wysokości 120—130 m n.p.m., w centrum około

Przekrój geologiczny IV-IV
Coupe géologique IV-IV



Oznaczenia graficzne zob. tablica I. Objasnienia cyfrowe zobacz tabela 1
Désignations graphiques comp. la table I. Explications en chiffres comp. la liste 1

80 m n.p.m., a na wschodzie obniża się do 40 m n.p.m., uzupełniając stare obniżenie dolinne. Całość osadów związanych ze zlodowaczeniem G III wykazuje bardzo duże zmienności zarówno pod względem obserwowanych miąższości poszczególnych osadów, jak również ich charakteru litologicznego. Na wschodzie, gdzie rozwój osadów związanych z glacjałem G III jest najpełniejszy, można wyróżnić trzy zasadnicze kompleksy morenowe, przedzielone utworami piaszczystymi lub mulastymi, dokładnie datowane przez K. Straszewską (1967). Ku zachodowi, w obrębie starej wysoczyzny polodowcowej, maleją zarówno miąższości glin zwałowych, jak również dzielących je serie międzymorenowych. Trójdzielność glin zwałowych we wschodniej części przekroju wiązana jest z odrębnymi stadiami tego samego zlodowacenia G III. Na zachodzie takie nawiązania sprawiają wiele trudności, gdyż — jak się wydaje — zredukowana tu została seria starszych glin zwałowych, a najlepiej zachowana została najmłodsza glina, związana wiekowo ze stadium Wkry, a ściślej mówiąc, z jedną z jego faz — fazą ciechanowską. Seria ta została stwierdzona w wierceniach w Lipie, Kozłowie i Kołaczku i, jak przedstawiono na przekroju, tworzy ona tzw. krawędź opinogórską (Michalska 1958).

Wspomniana seria glin krawędzi opinogórskiej nie składa się wyłącznie z glin zwałowych. Należy nawet podkreślić, że stwierdzane tu utwory, choć podobne makroskopowo do glin zwałowych, stanowią utwór przejściowy pod względem składu mechanicznego pomiędzy gliną zwałową a utworami zastoiskowymi. Wprowadzono na ich określenie — może niezbyt fortunny termin — „glinoiły”. Ponadto w obrębie całej formy, stanowiącej krawędź opinogórską, można zaobserwować grube wkładki i przewarstwienia utworów piaszczystych i mulasto-ilastych, które świadczą o pewnej segregacji materiału wytapianego z łądolodu i gromadzonego na jego przedpolu w formie ogromnego stożka.

Z istnieniem łądolodu fazy ciechanowskiej stadium Wkry wiąże się utworzenie ozu subglacjalnego, który przebiega równolegle do krawędzi, po jej zachodniej stronie znacząc kierunek odpływu wód spod czoła łądolodu. W późniejszym okresie, w czasie interstadiału regimińskiego, oz ten został przysypany osadami zbiornika wodnego, wykształconymi w postaci piasków i mulów zastoiskowych, lepiej scharakteryzowanych przy omawianiu przekroju drugiego. Utwory piaszczyste leżące na wysoczyźnie pomiędzy Makowem Maz. a Różanem, wiązane pierwotnie również z interstadiąłem regimińskim (Michalska 1961b), wydają się być nieco starsze — odpowiadające akumulacji sandrowej z okresu recesji stadium Wkry, a płyty glin zwałowych stwierdzane w ich stropie mogłyby powstać w czasie nasunięcia łądolodu fazy ciechanowskiej.

Najstarsze tarasy akumulacyjne, stwierdzone w dolinie Narwi, odpowiadają zapewne okresowi zlodowacenia G IV, gdy Narew tworząc

swoją dzisiejszą dolinę stanowiła główną rynnę odpływową dla wód wypływających z sandru kurpiowskiego. Podobnie należy datować utwory tworzące taras akumulacyjny w dolinie Orzyca. Współczesny taras zalewowy Narwi powstał już w holocenie.

PRZEKRÓJ IV-IV

Czwarty przekrój geologiczny biegnie na północ od dotychczas omówionych, z północnego zachodu przez Szenkowo, Komorniki do Działdowa, następnie przez Narzym i Iłowo do Mławy, po czym skręca na wschód i przechodzi przez miejscowości Krzywonoś, Chojnowo, Przasnysz, Jednorozec, Parciaki do Kadzidla na wschodzie. Przekrój ten w zasadzie omija od północy większe wyniesienia trzeciorzędu, grupujące się na tym obszarze w okolicach Krasnego i Dobrzankowa. Poza tym stwierdzono go w Sarnowie koło Działdowa na wysokości 120 m n.p.m. oraz w kilku wierceniach w Przasnyszu. Wspólnym punktem dla przekroju drugiego i czwartego jest wiercenie w Grudusku. Na podstawie drugiego przekroju wniesiono w tym miejscu informację o nieco płytszym występowaniu pliocenu w okolicy Gruduska, mimo że samo wiercenie jest płytkie i nie osiąga jego stropu. Najciekawszych informacji odnoszących się do stratygrafii plejstocenu w tym przekroju dostarczają wiercenia w Mławie i Przasnyszu. Pierwsze z nich, znane od dawna, nie przebija osadów plejstocenijskich do 50 m poniżej poziomu morza, w Przasnyszu natomiast — do 35 m. Zarówno w obu tych miejscowościach jak i w Kadzidle stwierdzono występowanie najstarszych glin zwałowych zlodowacenia G I, które w Mławie są podesełane grubą serią utworów piaszczystych. Osady pierwszego interglacjału wykształcone są w postaci piasków droбноziarnistych i utworów zastoiskowych. Zarówno w Mławie jak i Przasnyszu stwierdzono istnienie szczątków organicznych w tej serii. W Przasnyszu utwory te zostały zbadane paleontologicznie przez W. Sellego (1960) i datowane na Wielki Interglacjał. Wydaje się jednak, biorąc pod uwagę zbyt duże przeloty pobranych próbek jak i pozycję stratygraficzną, że należy do wyników analizy odnosić się bardzo ostrożnie. Prof. dr S. Z. Różycki po analizie całości dostępnych materiałów wyraża pogląd (informacja ustna), że badana seria może równie dobrze odpowiadać jakiejś nie określonej dotychczas serii najstarszego interglacjału, którą należałoby dopiero dokładnie zdefiniować poprzez ponowne odwiercenie otworu i wykonanie dokładnej analizy paleontologicznej, pobierając próbki w odpowiedniej częstotliwości. Zasadniczą trudność w powtórzeniu tego wiercenia stanowi brak danych dotyczących lokalizacji. W artykule niniejszym przyjęto jednak już tę nową hipotezę, której prawdopodobieństwo wykaże przyszłość.

Poziom glin zwałowych zlodowacenia G II najlepiej rozwinięty jest w Mławie i jej otoczeniu, gdzie osiąga ona miąższość 55 m.

Osady interglacjału drugiego — Wielkiego — wykształcone są na linii omawianego przekroju w formie piasków typu sandrowego, o dość wyrównanej powierzchni i dużej miąższości (od 10 do 40 m). Wyjątek stanowi profil w Kadzidle, gdzie nawiercono utwory zastoiskowe i piaski rzeczne, związane z istnieniem dużej doliny erozyjnej w rejonie Ostrołęki, która zostanie dokładnie omówiona przy okazji następnego przekroju. Z okresu tego w Przasnyszu stwierdzono utwory piaszczyste i zastoiskowe oraz — być może — jeziorne, zawierające wyraźne poziomy organogeniczne. Brak dobrze zachowanych próbek nie pozwala na zdefiniowanie, czy mamy tu do czynienia z utworami interglacjalnymi czy też z poziomami zaburzonych utworów organicznych leżących w stropie ilów plioceńskich, jak to stwierdzono w Dobrzankowie na południe od Przasnysza (Michalska 1961b). Być może, wątpliwości te będzie można rozstrzygnąć przy okazji wykonania wiercenia dla określenia charakteru interglacjału pierwszego. Seria glin zwałowych G II w Przasnyszu co prawda nie jest wielkiej miąższości, lecz istnienie jej jako poziomu rozdzielającego obie serie organiczne nie powinno budzić wątpliwości.

W obrębie utworów zlodowacenia G III w lewej części przekroju, od Komornik do Gruduska, można zaobserwować ponad pierwszą gliną zwałową tego zlodowacenia piaski i muły interstadiału regimińskiego, których występowanie kończy się u stóp krawędzi opinogórskiej (w obrębie której leży już wiercenie w Chojnowie). Koło wsi Krzywonoś znajduje się w otoczeniu gliny stadium mławskiego okazały oz utworzony w tym samym stadium. Na północny zachód od Iłowa gwałtownie rośnie miąższość gliny zwałowej stadium mławskiego, a ponadto wydaje się pojawiać dodatkowy, młodszy poziom gliny zwałowej, dobrze wykształcony w Komornikach, należący już — być może — do zlodowacenia G IV. Byłaby tu sytuacja podobna jak przy zasięgu stadium mławskiego, to znaczy że zasięg gliny zwałowej jest większy niż zasięg czoła lądolodu odtwarzanego według przebiegu wałów czołowo-morenowych. Utwory interglacjału trzeciego (eemskiego) znajdują się prawdopodobnie w Szenkowie i Komornikach w formie piasków, mułów i ilów zastoiskowych. Zasięg ich ku południowi jest jednak znacznie mniejszy niż czoła lądolodu ostatniego zlodowacenia (G IV). Trudno jest ustosunkować się do wieku utworów gliniastych występujących przy powierzchni terenu w Kadzidle, ponad główną serią morenową G III. Można jednak przypuszczać, że są to rezydualne utwory glacygenicznego pochodzenia, związane z maksymalnym zasięgiem stadium mławskiego, przebiegającym zapewne przez obszar Kurpiów. Ponadto na uwagę zasługuje fragment przekroju na odcinku Parciaki — Żelazna Rządowa, gdzie na wysokim poziomie sandrowym pod serią piasków nawiercono torfy. Wydaje się, że mogłyby one datować któryś z interstadiałów ostatniego zlodowacenia.

PRZEKRÓJ V-V

Omówione już wiercenie w Kadzidle jest umieszczone również na następnym przekroju, ilustrującym budowę geologiczną północno-wschodniej części obszaru leżącego w południowej części tzw. sandru kurpiowskiego. Przekrój ten rozpoczyna się od Myszyńca na północy i biegnie ogólnie biorąc ku południowi — południowemu wschodowi przez Kadzidło, Dylewo, Ostrołękę, Susk do miejscowości Tyszki, leżącej już na obszarze zbadanym przez K. Straszewską (1967).

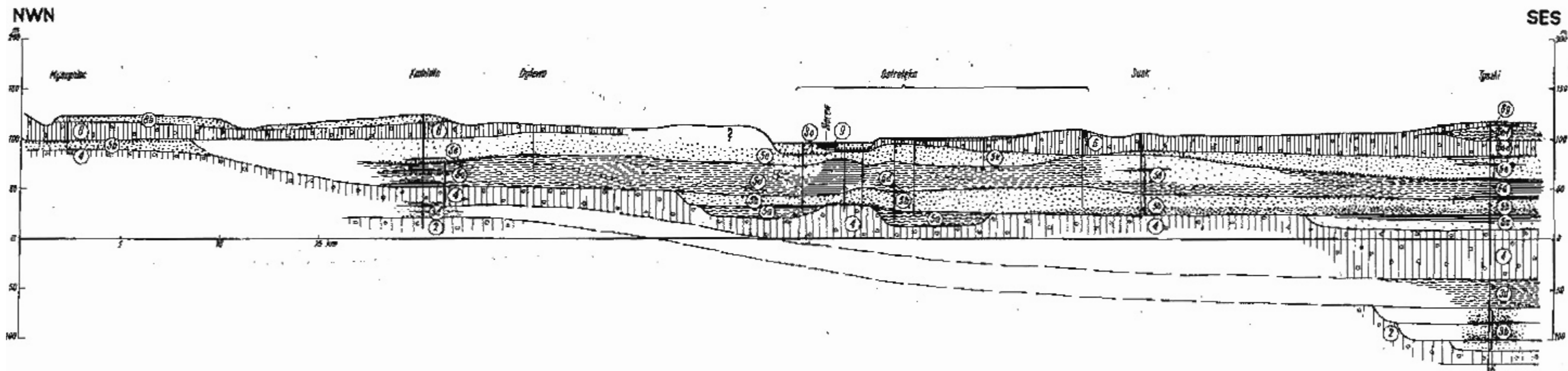
Podłoże plejstocenu zostało na tym przekroju stwierdzone jeszcze w Tyszkach — w postaci utworów kredowych, występujących tu, w poziomie 122 m poniżej poziomu morza. Znajdujemy się tu więc, podobnie jak w Malinowie (przekrój trzeci), na obszarze bardzo niskiego występowania podłoża plejstocenu.

Do najstarszych utworów glacyogenicznych należą w Tyszkach: glina zwałowa oraz piaski, które według K. Straszewskiej (1967) należą do utworów interstadialnych, gdyż w sąsiedztwie stwierdzono drugi — młodszy poziom glin tego zlodowacenia. Ogromna seria żwirów (ok. 40 m) świadczy o intensywnej erozji i akumulacji rzecznej mającej miejsce w pierwszym interglacjale. Wyżej leżące muły zastoiskowe przykryte są bezpośrednio przez glinę zwałową drugiego zlodowacenia, która podobnie jak poprzednia wykazuje dwudzielność. Seria pierwszego interglacjału w Kadzidle jest stosunkowo cienka i reprezentowana jest tylko utworami zastoiskowymi, co świadczy o tym, że dolina z okresu pierwszego interglacjału nie sięgała do tej miejscowości. Był to raczej obszar wysoczyzny, o czym bezpośrednio świadczy również niewielka miąższość dwudzielnej gliny zwałowej zlodowacenia G II.

Serie utworów rzecznych i zastoiskowych reprezentujące osady Wielkiego Interglacjału najlepiej rozwinięte są w rejonie Malinowa (przekrój III-III). W wyniku pełnej analizy stratygraficznej plejstocenu okolic Ostrowi Maz. K. Straszewska (op. cit.) przyjmuje, że piaski i ły warwowe leżące w stropie gliny zwałowej G II w profilu wiercenia w Tyszkach powstały wskutek sedymentacji zastoiskowej, która miała miejsce po okresie głębokiej erozji interglacjalnej. Tak więc seria żwirów i piasków rzecznych stwierdzona w Ostrołęce, Susku i Tyszkach, ścinająca utwory zastoiskowe, a miejscami i glinę zwałową G II, odnosi się według K. Straszewskiej do drugiej fazy erozji tego interglacjału.

W rejonie Ostrołęki, w stropie osadów dolinnych stwierdzono niski poziom glin zwałowych lub stref zglinienia w obrębie utworów rzecznych. Poziom ten może świadczyć już o nasuwaniu się zlodowacenia G III, wydaje się jednak, że utwory te są pochodzenia zboczowego i powstały w pierwszym etapie tworzenia się na obszarze doliny rozległego zastoiska. Świadczyłyby to o bliskim w tym miejscu sąsiedztwie erozyjnej krawędzi doliny rzecznej, która mogła dostarczyć do obniżenia tego

Przekrój geologiczny V-V
Coupe géologique V-V



Oznaczenia graficzne zob. tablica I. Objasnienia cyfrowe zob. tabela I
Désignations graphiques comp. la table I. Explications en chiffres comp. la liste I

typu osady. Zastoisko, które powstało w czasie transgresji zlodowacenia G III, musiało mieć znacznie większy zasięg niż poprzednio istniejąca dolina, gdyż daje się tu zauważyć nakładanie się mułów zastoiskowych nie tylko na osady dolinne, ale również na obszar sąsiadującej z nią wysoczyzny (Kadzidło).

Cienki poziom gliny zwałowej zanotowany w Tyszkach na wysokości 60 m n.p.m. świadczy, według K. Straszewskiej, o pierwszym nasunięciu się lądolodu zlodowacenia G III, które sięgnęło tylko do rejonu dolnego Bugu. Po stopnieniu się lądolodu tego stadium, na omawianym terenie miała miejsce intensywne akumulacja piasków sandrowych osadzanych na przedpolu transgredującego lądolodu, który tym razem osiągnął swój maksymalny zasięg u podnóża wyżyn środkowopolskich. Wyżej leżą utwory glacygeniczne zlodowacenia G III, stwierdzone w prawie wszystkich otworach. Wyjątek stanowi strefa doliny Narwi, gdzie zostały zniszczone gliny zwałowe tego zlodowacenia i powstała szeroka dolina wypełniona utworami aluwialnymi, datującymi się zapewne już z okresu następnego zlodowacenia G IV.

Przekrój piąty dostarcza interesujących informacji o przeszłości obszaru kurpiowskiego. Wyraźnie widać, że historia przepływu sandrowego przez ten obszar rozpoczęła się co najmniej w Wielkim Interglacja i prawdopodobnie wpłynęła na dalszy rozwój tego terenu. Młodsze utwory sandrowe z okresu zlodowacenia G IV zaznaczyły się w tym przekroju bardzo słabo. Jak sugeruje B. Szczepkowski (informacja ustna) prowadzący badania geologiczne na obszarze kurpiowskim, erozja wód sandrowych zlodowacenia G IV wyraziła się głównie w uformowaniu dwu głębokich dolin w zachodniej i wschodniej części sandru kurpiowskiego, podczas gdy jego centralna część stanowiła dość typowy obszar wysoczyzny polodowcowej, bez wyraźniejszych śladów erozji i akumulacji sandrowej z okresu zlodowacenia G IV.

PODSUMOWANIE

Materiał przedstawiony na pięciu powyżej omówionych przekrojach, mimo że zostały one wykonane w dość gęstej siatce, nie ilustruje w pełni budowy geologicznej północnego Mazowsza. Obecnie więc, w ramach podsumowania, zamieszczone zostaną drobne uzupełnienia, pozwalające na lepsze rozeznanie się w tych zagadnieniach.

Podłoże utworów plejstocęńskich

Podłoże utworów plejstocęńskich w zasadniczej części zbudowane jest z osadów trzeciorzędowych, głównie pliocenu. Jedynie na wschodzie, w rejonie dolnego Bugu, stwierdzono kredę. Warto wspomnieć, że poza przekrojami znalazły się znane punkty występowania trzeciorzędu na powierzchni. Tak więc, przesuwając się od północy ku połud-

niowi, liczne wychodnie trzeciorzędu stwierdzono w rejonie Wielbarka (Kipary), Chorzel (Niskie Wielkie, Rycice), w Orłowie — w rejonie źródeł Łyny oraz w okolicy Nidzicy. Nowe wychodnie wyciśniętego trzeciorzędu (pliocen, miocen i oligocen) stwierdził T. Pilaciński (1961) koło Janowca Kościelnego. Ponadto na południe od Przasnysza w Dobrzankowie i Krasnym oraz na południu, w rejonie Płońska i Nasielska (wg danych M. D. Baranieckiej i J. Nowak).

Przy tak dużym zagęszczeniu wychodni trzeciorzędu w tym terenie, biorąc jednocześnie pod uwagę, że miąższość plejstocenu w bliskim sąsiedztwie wychodni dochodzi do 200 m, trzeba się liczyć z dużymi deniwelacjami podłoża, które najprawdopodobniej są pochodzenia glacytektonicznego. Choć teoretycznie można się tu liczyć z istnieniem erozji na przełomie trzeciorzędu i czwartorzędu, brak na to przekonywujących argumentów. Procesy erozji można jedynie interpretować za K. Straszewską (1967) w rejonie dolnego Bugu. Brak również obserwacji, które pozwoliłyby na interpretację zjawisk neotektonicznych. Tej hipotezie wydaje się przeczyć zbyt duża amplituda zmian w położeniu stropu trzeciorzędu, stwierdzana na bardzo małych odcinkach terenu nie dających się powiązać w większe elementy neotektoniczne. Jednocześnie w wielu odsłonięciach stwierdzono w kulminacjach wypiętrzonego trzeciorzędu wyraźne ślady zaburzeń, wyciśnień, które są dość typowe dla procesów i form związanych z glacytektoniką. Wracając jeszcze do procesów neotektoniki — nie jest wykluczone, że na terenie północnego Mazowsza mogły formować się dyslokacje związane z neotektoniką, lecz były one przemodelowane przez lądolody poszczególnych transgresji plejstocenijskich.

Jeśli chodzi o czas powstawania zaburzeń glacytektonicznych, rozwijały się one głównie w czasie pierwszego zlodowacenia i były wydawnie przekształcane w czasie drugiego zlodowacenia. Zlodowacenie trzecie — środkowopolskie — wobec znacznego zaakumulowania pierwotnych obniżen, pełniło rolę hebla, który już nie odkształcał, a jedynie ścinał istniejące wzniesienia, zarówno zbudowane z trzeciorzędu jak i starszych osadów plejstocenijskich.

Osady plejstocenijskie

Stratygrafia osadów plejstocenijskich podsumowana zostanie w formie tabelki, na której — obok uproszczonego opisu litologicznego składu osadów — zamieszczona zostanie numeracja, ułatwiająca nawiązanie wydzielonych poziomów do przekrojów geologicznych.

Jak wynika z podsumowanych wyżej materiałów, na północnym Mazowszu spotykamy liczne, wyjątkowo dobrze wykształcone serie osadów glacialnych oraz towarzyszące im kompleksy utworów pochodzenia fluwioglacjalnego czy zastoiskowego. Do rzadkości natomiast należą

dobrze rozwinięte doliny rzeczne, tak interesująco zinterpretowane przez K. Straszewską (op. cit.) w rejonie dolnego Bugu. Jeszcze raz więc warto podkreślić, że północne Mazowsze (w omawianych granicach) w okresie czwartorzędu stanowiło prawie wyłącznie wysoczyznę, na której w pewnych okresach rozwijały się rozległe, niejednokrotnie głębokie zastoiska. Stosując dość ostrożnie metodę aktualistyczną, należałoby się na tym obszarze spodziewać występowania drobnych mis pojeziornych, w których mogłyby zachować się osady organogeniczne. Natrafienie jednak na tego rodzaju osady, datujące się z dwóch starszych interglacjalów, może być tylko dziełem przypadku. Do takich stanowisk należą niewątpliwie osady organogeniczne stwierdzone w Jankowie k. Makowa Maz. i w Przasnyszu. Stosunkowo łatwiej natrafić na osady ostatniego — eemskiego interglacjalu, zwłaszcza na terenach leżących w strefie marginalnej ostatniego zlodowacenia (por. Halicki 1953).

Na podstawie profilów wierzeń leżących poza liniami przekrojów geologicznych można przypuszczać, że osady organogeniczne ostatniego interglacjalu występują w następujących miejscowościach: w Elgnowie koło Dąbrówna i w Januszkowie koło Nidzicy — pod serią gliny zwałowej ostatniego zlodowacenia oraz, być może, w samej Nidzicy. Brak jednak dla tych profilów wyników badań palynologicznych, które pozwoliłyby na ocenę wieku i charakteru florystycznego tych osadów.

Następną kwestią nasuwającą się na tle niniejszej pracy jest sprawa zasięgu stadium Mławy, który w nawiązaniu do rejonu dolnego Bugu uległ pewnym zmianom. W dotychczasowych pracach autorka prowadziła go od krawędzi opinogórskiej przez Różan w kierunku moren Czerwonego Boru (Michalska 1961a,b). Obecnie wydaje się, że przedłużenie zachodnie moren Czerwonego Boru przez Różan łączy się z morenami fazy ciechanowskiej, należącej do stadium Wkry. Pogląd ten, po dyskusji z dr K. Straszewską, nie budzi od tej strony poważniejszych zastrzeżeń.

K. Straszewska (op. cit.) stwierdza w swej pracy, że w rejonie dolnego Bugu nie znalazła odpowiednika wiekowego moren ciechanowskich, co wydaje się o tyle dziwne, że w rejonie tym istniały duże możliwości na utworzenie strefy czołowo-morenowej. W nowym ujęciu, gdy dalszy ciąg moren ciechanowskich będzie się widzieć w morenie Czerwonego Boru, problem ten przestaje istnieć. Tendencja na przesunięcie zasięgu stadium mławskiego ku północy jest uzasadniona tym, że moreny mławskie posiadają wyjątkowo dobrze zachowane formy, ze śladami świeżych mis pojeziornych i licznymi zagłębieniami bezodpływowymi, czego nie stwierdzono w rejonie Czerwonego Boru. Dalszego ciągu moren mławskich na wschodzie należałoby poszukiwać w rejonie Kolna, uzasadniając jego istnienie nie tylko w oparciu o kryteria morfologiczne, lecz również o analizę stratygraficzną utworów występujących przede wszystkim na obszarze Kurpiów. Co do wieku stadium mławskiego —

Tabela 1

Charakter litologiczny osadu, jego geneza oraz pozycja stratygraficzna	Numer przekro- ju, na którym wydzielono da- ny utwór
1. Osady poprzedzające nasunięcie zlodowacenia G I piaski różnoziarniste i żwiry oraz lokalnie ility warwowe — utwory fluwioglacjalne i zastoiskowe	I, IV,
2. Osady zlodowacenia G I gliny zwałowe	I, II, III, IV, V
3. Osady występujące pomiędzy glinami zwałowymi zlodowaceń G I i G II	
a) muły i ility warwowe — zastoiskowe	III
b) piaski i żwiry dolin rzecznych	I, III, V
c) muły i ility jeziorne ze szczątkami organicznymi — utwory interglacjalne	IV
d) piaski, muły i ility warwowe — zastoiskowe, lokalnie z wkładkami gliny soliflukcyjnej	I, II, III, IV, V
e) żwiry i piaski fluwioglacjalne	I, II, III
4. Osady zlodowacenia G II gliny zwałowe, miejscami rozdzielone piaskami lub utwo- rami zastoiskowymi	I, II, III, IV, V
5. Osady występujące pomiędzy glinami zwałowymi zlodowaceń G II i G III	
a) piaski i ility warwowe — zastoiskowe	I, V
b) piaski i żwiry dolin rzecznych	I, III
c) torfy i gytie pojeziorne — utwory interglacjalne	III, IV
d) piaski, muły i ility zastoiskowe	I, III, IV, V
e) żwiry i piaski sandrowe oraz lokalnie utwory za- stoiskowe *	I, II, III, IV, V
6. Osady zlodowacenia G III	
a) gliny zwałowe starszych stadiów zlodowacenia — sta- dium Radomki i stadium Warty — lokalnie rozdzie- lone utworami sandrowymi i zastoiskowymi	I, II, III, IV, V
b) piaski i żwiry dolin rzecznych — interstadał Bugo- -Narwi	I
c) piaski i ility warwowe — interstadał Bugo-Narwi	I
d) gliny zwałowe starszych faz stadium Wkry	I
e) ility warwowe — interfaza krubińska	I, II, III
f) piaski drobnoziarniste — interfaza krubińska	I, III
g) gliny zwałowe oraz moreny czołowe i ozy fazy cie- chanowskiej	I, II, III, IV

* Utwory tej serii, wydzielone na przekroju V, odpowiadają już według K. Straszewskiej (1987) sedimentacji sandrowej, mającej miejsce po recesji pierwszego nasunięcia lądolodu zlodowacenia G III, które miało niewielki zasięg. Na omawianym terenie osady tego stadium (G III max.-1) nie zachowały się; podano je jedynie za K. Straszewską na przekroju III (wiercenie w Malinowie).

Charakter litologiczny osadu, jego geneza oraz pozycja stratygraficzna	Numer przekro- ju, na którym wydzielono da- ny utwór
h) piaski drobnoziarniste i muły zastoiskowe — interstadią regimiński	II, III, IV
i) gliny zwałowe, moreny czołowe i sandry — stadium mławskie **	II, IV
7. Osady występujące pomiędzy glinami zwałowymi zlodowaceń G III i G IV lub na glinie zwałowej G III piaski, muły i ropy warwowe	III, IV
8. Osady zlodowacenia G IV	
a) gliny zwałowe, moreny czołowe i sandry	IV
b) piaski i żwiry sandrowe oraz lokalnie ropy warwowe na przedpolu lądolodu	I, IV
c) piaski i żwiry wyższych tarasów akumulacyjnych Narwi, Wkry i Orzyca	I, III, V
9. Osady holocenyjskie piaski, mady i torfy tarasów zalewowych Narwi, Wkry, Orzyca i innych rzek	I, III, V

** Nie na wszystkich przekrojach udało się tak szczegółowo podzielić osady zlodowacenia G III. Na przekrojach przeprowadzonych w północnej części terenu (przekrój IV i V) brak podstaw dla takiej analizy, wobec czego osady zlodowacenia G III potraktowano łącznie i oznaczono numerem „6”.

czy należy ono do zlodowacenia G III, czy też do zlodowacenia G IV — nie uzyskano nowych, przekonujących argumentów, tak że poglądy autorki wyrażone w artykule z 1961 roku są w dalszym ciągu aktualne.

Artykuł niniejszy, jak to wyraźnie wynika z jego treści, jest etapowym zreferowaniem stanu poglądów na budowę geologiczną i stratygraficzną północnego Mazowsza, nie ma charakteru syntetycznego i celem jego jest między innymi spowodowanie nowych prac na tym terenie, jak również pobudzenie szerszej dyskusji.

*Pracownia Geologii Czwartorzędu
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w czerwcu 1965 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- GOŁĄBOWA M. 1957. Roślinność interglacjalna z Makowa Mazowieckiego (Interglacial vegetation from Maków Mazowiecki, Central Poland). — *Biul. I. G. Bull. Inst. Géol. Pol.*) 118. Warszawa.
- HALICKI B. 1953. O geomorfologicznej metodzie wykrywania organogenicznych osadów interglacjalnych i jej konsekwencjach (A geomorphologic method for detection of interglacial organogenic sediments). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 3, nr 1. Warszawa.
- LACH A. 1963. Charakterystyka budowy geologicznej i geomorfologii okolic Mławy. *Archiwum Katedry Geologii Czwartorzędu U.W. Warszawa.*
- MICHALSKA Z. 1957. Struktury peryglacjalne w osadach zbiornika interstadialnego w Gąskach koło Ciechanowa (Periglacial structures in the sediments of the interstadial natural reservoir in Gąski near Ciechanów). — *Biul. Peryglac. (Bull. Périgl.)*, nr 5. Łódź.
- 1958. Zagadnienie genezy krawędzi opinogórskiej (Problème de la genèse de l'escarpement d'Opinogóra). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, nr 3. Warszawa.
- 1961a. O wieku moren czołowych w okolicy Mławy i Przasnysza w świetle badań stratygraficznych i paleomorfologicznych (Age determination of end-moraines in the vicinity of Mława and Przasnysz by stratigraphic and palaeomorphological studies). — *Prace o plejstocenie Polski Środkowej*, cz. I. PAN. Warszawa.
- 1961b. Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-wschodniego Mazowsza (Stratigraphy of the Pleistocene and palaeomorphology of the north-eastern part of Mazowsze — Central Poland). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 7. Warszawa.
- MOJSKI J. E. & NOWICKI A. E. 1964. Iz geologii četvertičnogo perioda severovostočnej Polšy. — *Rep. Vith Intern. Congr. Quaternary. Warsaw 1961. Łódź 1964.*
- PILACIŃSKI T. 1961. Rozwój rzeźby okolic Janowca Kościelnego (w rejonie górnego Orzycy) od czasu recesji zlodowacenia środkowopolskiego do dziś. *Archiwum Katedry Geologii Czwartorzędu U.W. Warszawa.*
- RÓŻYCKI S. Z. 1962. Middle Poland. — *Vith INQUA Congress, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part II, vol. I. Łódź.*
- RUTOWSKI S. 1961. Przebieg recesji lądolodu w okolicach Lipowca i Mławy w świetle budowy geologicznej i morfologii. *Archiwum Katedry Geologii Czwartorzędu U.W. Warszawa.*
- SELLE W. 1960. Das Interglazial von Praschnitz. — *Geol. Jb.*, Bd. 77. Hannover.
- STRASZEWSKA K. 1967. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu (Stratigraphy of the Pleistocene and paleomorphology of the Bug river region). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 23. Warszawa.
-

WYKAZ PROFILÓW WIERCEŃ ZAMIESZCZONYCH NA PRZEKROJACH
GEOLOGICZNYCH Z OMÓWIENIEM ICH POCHODZENIA

Źródła pochodzenia wierceń:

- 1 — Profil wiercenia znajduje się w Archiwum Instytutu Geologicznego.
- 2 — Profil wiercenia znajduje się w wydawnictwie „Materiały Archiwum Wierceń” tom II — arkusz Płock, tom III — arkusz Olsztyn, tom IV — arkusz Toruń. Instytut Geologiczny 1951—1953.
- 3 — Profile wierceń znajdują się w przedsiębiorstwach geologicznych w różnego typu opracowaniach.
- 4 — Profil wiercenia otrzymany dzięki uprzejmości mgra B. Szczepkowskiego.
- 5 — Profile wierceń wykonanych przez autorkę (głównie sondy geologiczne).

Nr kol.	Nazwa wiercenia	Źródło	Nr kol.	Nazwa wiercenia	Źródło
1	Ostrowy	1	35	Bazar	1
2	Żukowo	1	36	Załuzie	1
3—7	Raciaż	1, 2	37, 38	Różan	1
8	Kondrajec	1	39, 40	Pasieki	5
9—10	Glinojec	1	41	Malinowo	1
11	Ujazdowo	1	42	Trynosy	1
12	Krubin	3	43	Sielc	1
13, 14	Bardonki	1	44	Szenkowo	2
15	Bieńki Karkuty	1	45	Komorniki	4
16	Gołoczyszna	1	46	Działdowo	2
17	Ruszkowo	1	47	Narzym	2
18	Karniewo M.	1	48	Kraszewo	2
19	Trzciniec	1	49	Iłowo	2
20	Sokołowo	1	50, 51	Miawa	2
21	Rzęgnowo	1	52—55	Szydłowo	3
22	Zawady	2	56	Krzywonoś	1
23	Grudusk	1	57	Chojnowo	1
24	Klary	1	58—62	Przasnysz	1, 2, 3
25	Polanka	1	63	Jednoróżec	1
26	Karniewo C.	1	64—66	Parciaki	1
27	Grzybowo	1	67	Żelazna Rządowa	1
28	Gąski	1	68	Kadzidło	2
29, 30	Lipa	1	69	Myszyniec	1
31	Kozłowo	1	70	Dylewo	1
32	Kołaczków	1	71—77	Ostrołęka	1, 2
33	Wólka Łukowska	1	78	Susk	1
34	Maków Maz.	1	79	Tyszki	1

Z. MICHALSKA

LA STRATIGRAPHIE DU PLÉISTOCÈNE DE LA MASOVIE DU NORD À LA LUMIÈRE DES DONNÉES RÉCENTES

(Résumé)

SOMMAIRE: Dans ce travail, ayant une forme des explications des coupes géologiques, l'auteur discute la stratigraphie du Pléistocène de la Masovie du Nord, en distinguant les dépôts de quatre glaciations et trois séries intermorainiques. Les subdivisions stratigraphiques du Pléistocène y généralement adoptées sont les mêmes, qu'on a établi dans les travaux antérieurs de l'auteur, de 1961, mais on a complété la documentation des niveaux particuliers des dépôts géologiques. Les matériaux nouveaux obtenus des forages ont prouvé, que dans plusieurs endroits la puissance des dépôts pléistocènes dépasse 150 m; d'autre part on a trouvé aussi les régions, où leur puissance a subi une grande réduction et où les dépôts tertiaires apparaissent sur la surface. L'auteur explique aussi la situation stratigraphique de la nouvelle localité interglaciaire à Przasnysz, qui correspond probablement à l'interglaciaire le plus ancien, séparant la glaciation de la Podlasie et celle de Cracovie.

Cet article représente une continuation des travaux de l'auteur, effectués en Masovie du Nord-Est, dont les résultats ont été publiés en 1957—1961.

En analysant les forages, qui font l'objet essentiel du travail, on s'est appuyé surtout sur les profils, qui se trouvent dans les matériaux des Archives de l'Institut Géologique à Varsovie. En outre on a examiné les matériaux contenus dans trois travaux des élèves, effectués au Chaire de Géologie du Quaternaire de l'Université de Varsovie. Le travail présente l'état actuel de connaissance de la stratigraphie du Pléistocène de la Masovie du Nord et la corrélation avec les terrains avoisinants, savoir avec la région du bas Bug, étudiée par K. Straszewska.

Sur le terrain décrit on a tracé cinq coupes géologiques: les trois à direction W-E environ (coupes I-I, III-III, IV-IV), les deux autres dirigées N-S (coupes II-II et V-V).

Sur ces coupes on a figuré d'une manière générale le caractère du sous-bassement des dépôts pléistocènes, en distinguant les séries stratigraphiques principales du Tertiaire (Pliocène, Miocène, Oligocène) et les dépôts de l'âge crétacé, sans une analyse détaillée de leur position. On a constaté, que les dépôts tertiaires montrent les traces distinctes des déformations glaciectoniques, qui avaient lieu pendant deux glaciations anciennes, en parties seulement au cours de la troisième glaciation.

Les niveaux stratigraphiques du Pléistocène ont été établis en corrélation avec le schéma stratigraphique de S. Z. Różycki. Cet auteur a distingué sur le territoire de la Pologne quatre glaciations: glaciation la plus ancienne — de la Podlasie — désignée ici provisoirement par le symbole G I, deuxième glaciation — de Cracovie — G II, la troisième — de la Pologne Centrale — G III et la quatrième — baltique — G IV. Z. S. Różycki a effectué une analyse détaillée des séries très différentes d'origine glaciaire aussi que des dépôts intermorainiques, en y discutant surtout l'évolution paléogéographique de la Pologne Centrale pendant le Grand Interglaciaire.

Vu, que mon travail a un caractère très général, la corrélation avec le schéma de S. Z. Różycki ne consistera que sur la distinction des séries principales, correspondant aux glaciations particulières, en comprenant l'analyse un peu plus exacte concernant les dépôts formés pendant la récession de la troisième glaciation — G III.

Liste 1

Caractère lithologique d'un dépôt, sa genèse et position stratigraphique	Numéro de la coupe, où on a distingué le dé- pôt donné
1. Dépôts précédents la transgression de la glaciation G I sables à grain divers et graviers, par endroits argiles ru- banées — dépôts fluvioglaciaires et de barrage glaciaire	I, IV
2. Dépôts de la glaciation G I argiles morainiques	I, II, III, IV, V
3. Dépôts séparant les argiles des glaciations G I et G II	
a) limons et argiles rubanées — de barrage	III
b) sables et graviers des vallées fluviales	I, III, V
c) limons et argiles lacustres avec restes organogènes — dépôts interglaciaires	IV
d) sables, limons et argiles rubanées — de barrage, par endroits avec intercalations de l'argile de solifluction	I, II, III, IV, V
e) graviers et sables fluvioglaciaires	I, II, III
4. Dépôts de la glaciation G II argiles morainiques, par endroits séparées par sables ou par dépôts de barrage	I, II, III, IV, V
5. Dépôts entre les argiles morainiques des glaciations G II et G III	
a) sables et argiles rubanées — de barrage	I, V
b) sables et graviers des vallées fluviales	I, III
c) tourbes et gyttjas — dépôts interglaciaires	III, IV
d) sables, limons et argiles — de barrage	I, III, IV, V
e) graviers et sables de sandres, par endroits dépôts de barrage	I, II, III, IV, V
6. Dépôts de la glaciation G III	
a) argiles morainiques des stades anciens de la glaciation — stade de la Warta et stade de la Radomka — par endroits séparées par dépôts de sandres et de barrage	I, II, III, IV, V
b) sables et graviers des vallées fluviales — interstade de la Bugo-Narew	I
c) sables et argiles rubanées — interstade de la Bugo- -Narew	I
d) argiles morainiques des phases anciennes du stade de la Wkra	I
e) argiles rubanées — interphase de Krubin	I, II, III
f) sables fins — interphase de Krubin	I, III
g) argiles morainiques, moraines et oesar — phase de Ciechanów	I, II, III, IV
h) sables fins et limons de barrage — interstade de Regimiń	II, III, IV
i) argiles morainiques, moraines frontales et sandres — stade de Miawa	II, IV

Caractère lithologique d'un dépôt, sa genèse et position stratigraphique	Numéro de la coupe, où on a distingué le dé- pôt donné
7. Dépôts qui reposent entre les argiles morainiques des glaciations G III et G IV ou sur l'argile morainique G III sables, limons et argiles rubanées	III, IV
8. Dépôts de la glaciation G IV a) argiles morainiques, moraines frontales et sandres b) sables et graviers des sandres, par endroits argiles rubanées sur l'avant-pays de l'inlandsis c) sables et graviers des terrasses supérieures d'accumulation de la Narew, de la Wkra et de l'Orzyc	IV I, IV I, III, V
9. Dépôts holocènes sables, limons alluviaux et tourbes des terrasses d'inondation de la Narew, de la Wkra, de l'Orzyc et des autres rivières	I, II, III, IV, V

Les coupes géologiques inclues contiennent les chiffres et les lettres, qui indiquent le caractère lithologique, la genèse des dépôts et la position stratigraphique des séries particulières, qui sont expliquées dans la liste 1.

En regardant cette subdivision stratigraphique du Pléistocène de la Masovie du Nord on doit prendre en considération la position stratigraphique des dépôts interglaciaires à Przasnysz, étudiés par W. Selle et attribués au Grand Interglaciaire — Mindel/Riss. En se basant sur l'analyse de la structure géologique des environs de Przasnysz on peut supposer, que la série discutée correspondrait plutôt au premier interglaciaire — G I/G II, alors au premier interglaciaire, inconnu jusqu'ici. Pour obtenir des preuves suffisantes, on projète de faire à cette localité un forage de contrôle.

Sur ce terrain, parmi les travaux prochains on a prévu les analyses des autres dépôts contenant les restes organogènes, rencontrés par hasard dans les puits, ce qui permettra de déterminer plus exactement l'âge des dépôts pléistocènes de la Masovie du Nord.

*Laboratoire de Géologie du Quaternaire
de l'Institut des Sciences Géologiques
de l'Académie Polonaise des Sciences
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 6
Varsovie, en juin 1965*